

## АККРЕЦИОННЫЕ ОРОГЕНЫ: ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ

© 2005 г. Е. А. Константиновская<sup>1</sup>, Ж. Малавье<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

<sup>2</sup>Лаборатория Динамики Литосферы, Университет Монпелье 2, Монпелье, Франция

Поступила в редакцию 12.05.2004 г.

На примерах горных сооружений Гималаев и Олимпийских гор (штат Вашингтон) и экспериментальных моделей изучено влияние процессов поверхностной эрозии на характер структурной эволюции в аккреционном клине. Установлено, что эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционных орогенах. Показано, что в условиях эрозии в модели клина формируются куполообразные структуры, в которых материал нижних слоев клина эксгумируется на поверхность. Геометрия разломов, контролирующих выведение вещества на поверхность, как и положение области максимального воздымания и эксгумации, различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через аккреционный клин и положение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина. Исследование структуры, этапов формирования и характера переноса материала в лабораторных моделях эродируемого аккреционного клина позволяет обосновать влияние процессов эрозии на характер структурообразования, направление и скорость эксгумации в аккреционных орогенах.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время во многих странах мира значительно возросли экологические риски. Это связано, в частности, с экстенсивным развитием промышленности, гражданского строительства, возведением новых объектов топливно-энергетического комплекса и атомной энергетики, необходимостью захоронения радиоактивных и вредных химических и промышленных отходов. В этих условиях необходимо учитывать особенности напряженно-деформационного состояния земной коры на всех стадиях работ, от выбора места строительства и проектирования до стадии освоения и эксплуатации.

Протяженные горные пояса являются областями высокой концентрации интенсивных вертикальных и горизонтальных тектонических движений, сейсмической активности. Области многих предгорных прогибов плотно населены. Через горные поднятия протягиваются нефте- и газопроводы. Для возможности управления экологическими рисками и создания путей обеспечения экологической безопасности необходимо развить критерии научной оценки активности геодинамических процессов в горных и предгорных областях.

При развитии представлений о геодинамике современных активных горных сооружений большое значение имеет создание региональных тектонических моделей, разработанных как на примере древних складчатых сооружений, так и с помощью методов физического и численного моделирования.

Большая группа региональных тектонических моделей аккреционных складчатых поясов была разработана на примере структур Северо-Востока России [2, 4, 5, 7]. В структуре покровно-складчатых поясов были выделены и описаны фрагменты древних аккреционных призм, комплексы островных дуг, океанической коры, чужеродные террейны [1, 8, 11]. Эти исследования проводились в тесной связи с разработками по изучению тектоники и эволюции складчатых поясов окраин всей северной части Тихого океана [49].

Результаты обобщения региональных тектонических моделей и создание палеотектонических и палинпастических реконструкций послужили основой для развития направления аккреционной тектоники [8]. Кроме того, в аккреционной тектонике используются результаты теоретических разработок – концепции тектонической расчлененности литосферы [6, 9], модели аккреционного и коллизионно-аккреционного клина [3].

Аккреционные призмы и аккреционные орогены в первом приближении имеют сходное чешуйчато-надвиговое строение и могут быть сопоставлены с моделью надвигового клина (рис. 1). Рост аккреционного клина происходит за счет добавления нового материала в результате фронтальной аккреции с образованием чешуйчатых надвигов и (или) базального подслаивания (*underplating*) с формированием дуплексов в основании клина. В отличие от подводных аккреционных призм, складчатые горные сооружения подвержены процессам поверхностной эрозии и характеризуются наличием эксгумированных метамор-

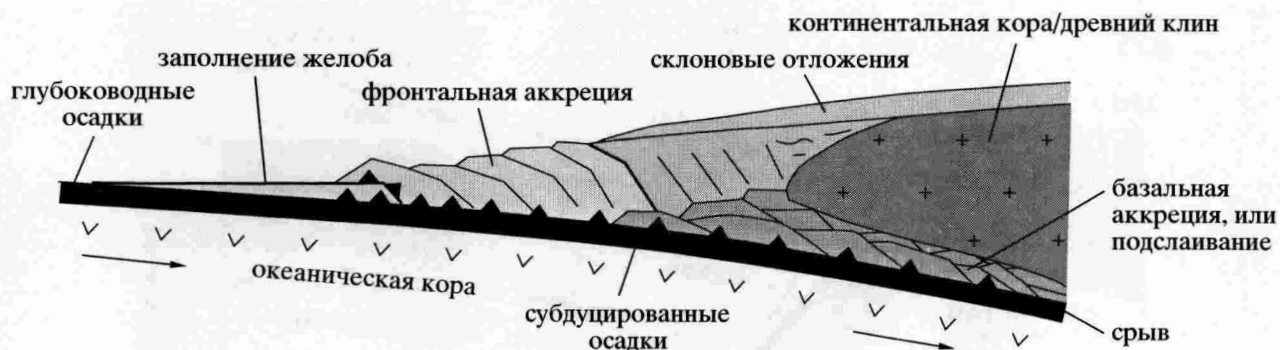


Рис. 1. Обобщенная модель аккреционного надвигового клина, по [56]

фических пород. Каким образом взаимосвязаны процессы эрозии и эксгумации в аккреционных орогенах – тема еще недостаточно исследована.

Эрозия является важным фактором, влияющим на развитие эксгумации в орогенных поясах. Как было показано для горных цепей Нанга Парбат (Пакистан), Гималаев (Непал) и Южных Альп (Новая Зеландия), процессы эрозии (речной врез, оползни, ледниковое вспахивание) могут происходить со скоростью, превышающей 5 мм/год (таблица). Пространственные вариации скорости эрозии и скорости выведения пород на поверхность в этих областях очень близки между собой [21]. Устойчивая денудация с такой скоростью достаточна для реализации быстрого подъема и остывания пород. Скорости эксгумации с глубин верхней и средней коры в складчатых горных сооружениях Нанга Парбат, Гималаев, Южных

Альп (Новая Зеландия), Олимпийских гор (штат Вашингтон) составляют от 1 до 10 мм/год (см. таблицу).

При изучении проблемы взаимосвязи процессов эксгумации и эрозии в аккреционных орогенах возникает ряд вопросов, связанных с процессами структурообразования, например: какова геометрия формирующихся разломов, контролирующих выведение вещества на поверхность в структуре аккреционного клина; где локализуется область максимального воздымания и эксгумации в структуре клина и какое влияние на ее расположение оказывает величина базального трения; изменяется ли характер перемещения вещества через аккреционный клин в зависимости от угла наклона эрозионной поверхности.

В поиске ответов на поставленные вопросы мы рассмотрели взаимосвязь процессов поверх-

Скорости поверхностной эрозии и скорости эксгумации в горных сооружениях, с упрощениями, по [21]

Скорости процессов поверхностной эрозии

Эрозионный процесс	Регион	Скорость эрозии, км/млн. лет	Источник
Речной врез	р. Инд (Пакистан)	5–10	[22]
Речной врез	Предгималайский прогиб	10	[45]
Ледниковое вспахивание	Нанга Парбат	5–7	[32]
Ледниковое вспахивание	Аляска, Новая Зеландия, Азия	1–30	[39]
Оползни	Южные Альпы (Новая Зеландия)	5–15	[42]

Скорости эксгумации по данным геобарометрических и термохронологических исследований

Аккреционный ороген	Скорость эксгумации, мм/год	Величина снятой литостатической нагрузки, км	Время снятия нагрузки, млн. лет	Источник
Южные Альпы (Новая Зеландия)	6–10	10–20	2	[54]
Нанга Парбат (Пакистан)	5–7	15–20	3	[61]
Гималаи (Непал)	4–5	25	4–6	[40]
Олимпийские горы (штат Вашингтон)	1.2	9	11	[19]

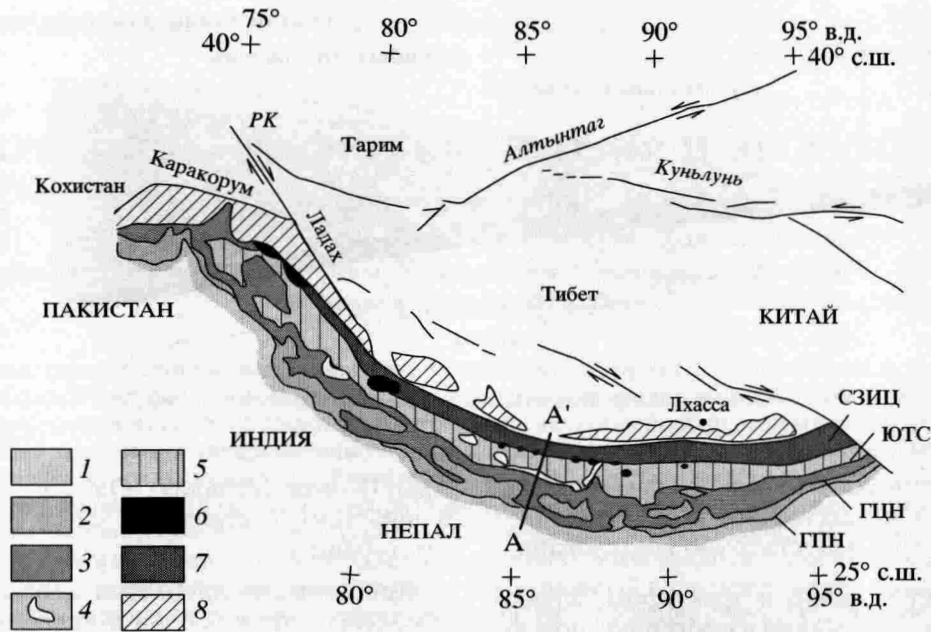


Рис. 2. Геологическая схема гималайского горного пояса, по [36]

Сплошная линия показывает положение профиля AA' на рис. 3. Буквами обозначены: ГПН – Главный Пограничный надвиг (МВТ), ГЦН – Главный Центральный надвиг (МСТ), ЮТС – Южно-Тибетский срыв (детachment) (STD), РК – разлом Каракорум.

1 – Суб-Гималаи (группа Сивалик); 2 – Низкие Гималаи; 3 – Высокие Кристаллические Гималаи; 4 – интрузии миоценовых лейкогранитов; 5 – Тетис-Гималаи; 6 – Северо-Гималайские кристаллические массивы; 7 – сутурная зона Инда-Цангпо, СЗИЦ (ITSZ); 8 – Трансгималаи

ностной эрозии, структурной эволюции и эксгумации в аккреционном клине на примере природных объектов и экспериментальных моделей. В первой части работы обсуждаются данные о тектоническом строении, этапах формирования, эксгумации и эрозии в активных горных сооружениях на примере Гималаев и Олимпийских гор (штат Вашингтон). Во второй части мы представляем новые данные, полученные авторами в результате физического моделирования на песчаной основе с целью изучения влияния эффекта эрозии на процессы структурообразования и эксгумации в аккреционном клине.

## ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ В АКТИВНЫХ АККРЕЦИОННЫХ ОРОГЕНАХ

### Гималаи

**Структура.** Гималайский горный пояс имеет ширину 250–350 км и протягивается от Афганистана до Бирмы на расстояние около 3000 км. Основные черты геологии Гималаев известны из работ П. Молнара, Б.Ф. Виндли, В.Е. Хаина [10, 48, 60].

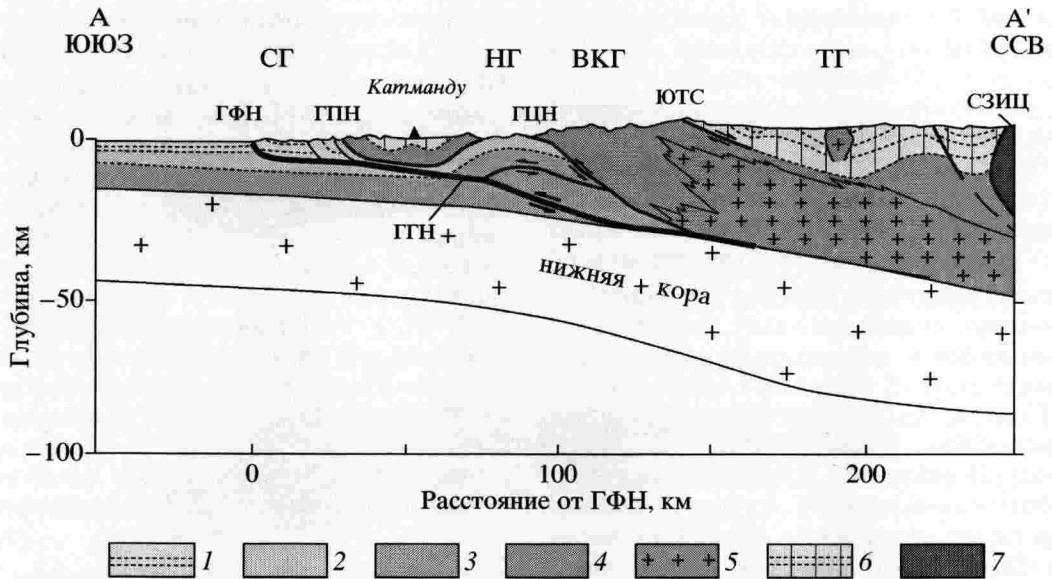
В структуре Гималайского горного пояса выделяется несколько тектонических зон, которые протягиваются параллельно его простиранию (рис. 2). При пересечении Гималаев с юга на север выделяются зоны Суб-Гималаев, Низких Гимала-

ев, Высоких (Кристаллических) Гималаев и Тетис-Гималаев (Гималаев Тибета).

Зона Суб-Гималаев (Предгималайский прогиб) сложена мощными толщами миоценовой пестроцветной лагунной молассы и континентальной грубообломочной плиоценовой молассы (группа Сивалик). Эти толщи накопились в результате эрозии активно растущих горных сооружений пояса, скорость воздымания которых составляет от 0.5 до 4 мм/год. С юга холмы Сивалик ограничены Главным Фронтальным надвигом (ГФН), с которым совпадает выход на поверхность Главного Гималайского надвига (ГГН) (рис. 3) [13].

Низкие Гималаи (высота 1500–5500 м) надвинуты на зону Суб-Гималаев по Главному Пограничному надвигу (ГПН), поверхность которого полого погружается на север. Этот надвиг активен и в настоящее время. Низкие Гималаи сложены метасадочными породами кембрия–мезозоя, которые с севера перекрыты покровами гнейсов Высоких Гималаев.

Высокие Кристаллические Гималаи (высота >6000 м) сложены гнейсами докембрийского фундамента, перекрытыми осадочными породами палеозоя и мезозоя тетисного происхождения, накопление которых происходило на северной окраине Индии. Эти комплексы интродуцированы многочисленными плутонами миоценовых лей-



**Рис. 3.** Тектонический профиль AA' через центральные Гималаи Непала на долготе Катманду, по [13] Положение профиля (азимут простирания 18°ССВ) показано на рис. 2. Буквами обозначены: ГФН – Главный Фронтальный надвиг (МФТ), ГГН – Главный Гималайский надвиг. Остальные обозначения см. рис. 2.  
 1 – Суб-Гималаи, СГ (группа Сивалик); 2, 3 – Низкие Гималаи, НГ: 2 – метаосадочные породы палеозоя, 3 – верхнекоровые образования Индийского кратона; 4 – Высокие Кристаллические Гималаи, ВКГ; 5 – миоценовые лейкограниты; 6 – Тетис-Гималаи, ТГ, 7 – сутурная зона Инда-Цангпо, СЗИЦ

когранитов, рассматриваемых как продукт плавления нижнекоревой кристаллической серии. Высокие Гималаи надвинуты на Низкие Гималаи по Главному Центральному надвигу (ГЦН) с латеральным перекрытием до 100 км. Перед фронтом Главного Центрального надвига в пределах зоны Низких Гималаев выделяются останцы кристаллических пород покрова Высоких Гималаев (см. рис. 3).

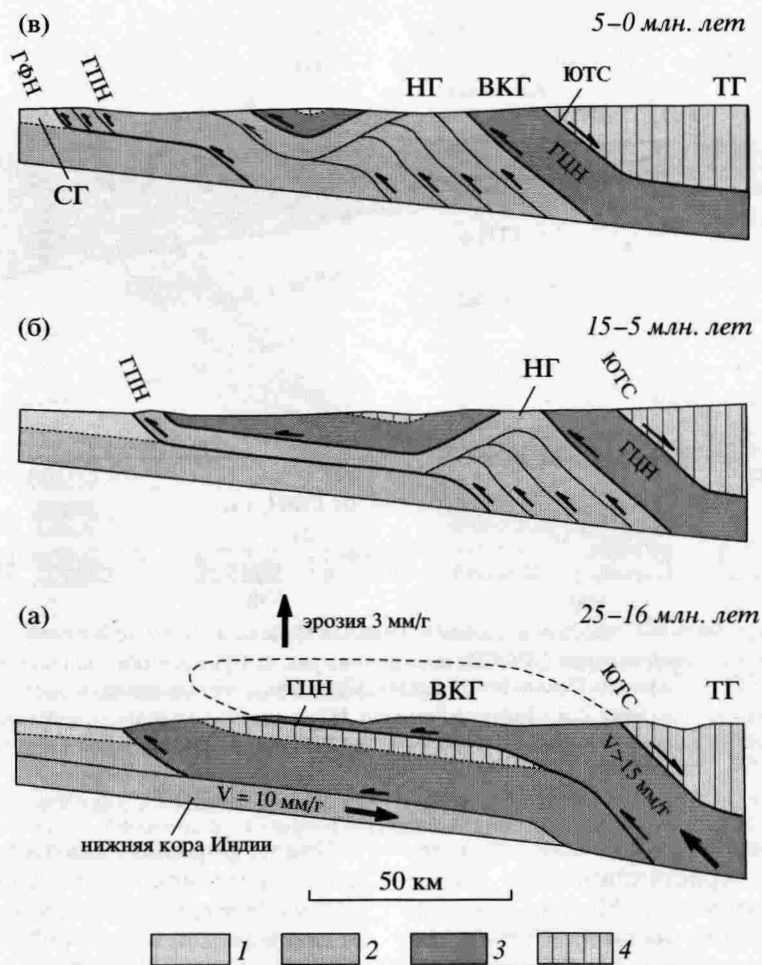
На севере Высокие Кристаллические Гималаи отделены от зоны Тетис-Гималаев Северо-Гималайским сбросом [24] или Южно-Тибетским срывом (ЮТС) – детачментом [23], падающим на север (см. рис. 3). Тетис-Гималаи, или Гималаи Тибета, сложены мощной непрерывной серией осадочных пород от кембрия до нижнего эоцена, отвечающей внешнему шельфу южной окраины Неотетиса.

Сутура Инда-Цангпо является северной границей Гималайской горной системы и главной границей, которая отделяет докембрийские образования Индии от мезозойских–кайнозойских комплексов Трансгималаев на севере (см. рис. 2). В пределах сутурной зоны, которая является крутопогружающимся надвигом, распространены триасовые–меловые офиолиты Тетиса, голубые сланцы и гранулиты. С севера сутурная зона сопровождается Трансгималайским гранитно-батолитовым поясом андского типа, возникшим на окраине Евразийской плиты (блок Лхаса).

**Этапы формирования и эксгумация.** Формирование Гималайского орогена со времени Э. Аргана связывается с коллизией Индийского кратона и Евразийской плиты [12].

В структурной эволюции Гималаев выделяются несколько главных этапов. Этап Эо-Гималаев (средний эоцен – поздний олигоцен) является главной фазой коллизии Индии и Азии, во время которого край Индийского кратона поддвигается под континентальный блок Лхасы. На этом этапе происходит формирование Гималайского клина и увеличение его мощности за счет тектонического подслаивания пластин верхней коры Индии вдоль Главного Гималайского надвига [36, 38, 41].

Предполагается, что до коллизии континентальная кора северной окраины Индии имела мощность 25 км и была перекрыта 10-километровой толщей тетических шельфовых осадков кембрия–эоцена [36]. В результате последовательного поддвига тектонических пластин и увеличения мощности клина происходит погружение среднепротерозойских–палеозойских обломочных пород до глубин 30–40 км [36, 51, 62] и развитие эогималайского метаморфизма (40–25 млн. лет) гранулитовой и амфиболитовой фаций высоких давлений. Метаморфические породы этого этапа сохранились в Северо-Гималайских кристаллических массивах и в Высоких Кристаллических Гималаях [37].



**Рис. 4.** Этапы формирования Гималайского орогена в миоцен-четвертичное время, с изменениями, по [13, 36]  
Тектонические зоны: 1 – синорогенные преддуговые прогибы, в том числе Суб-Гималаи, СГ; 2 – Низкие Гималаи, НГ; 3 – Высокие Кристаллические Гималаи, ВКГ; 4 – Тетис-Гималаи, ТГ. Остальные обозначения см. на рис. 2–3. Пояснения см. в тексте.

Этап Нео-Гималаев (ранний миоцен – настоящее время) характеризуется последовательным формированием серии надвигов южной вергентности, которые разделили зоны Высоких, Низких и Суб-Гималаев (см. рис. 3). Формирование зон Главного Центрального, Главного Пограничного, Главного Фронтального надвигов происходило в результате прогрессивной проградации деформационного фронта. Такая геометрия орогена послужила основой для представлений о Гималаях как об аккреционной призме корового масштаба [31].

Наиболее высокое структурное положение занимает наиболее древний Главный Центральный надвиг, который разделяет Высокие Кристаллические и Низкие Гималаи. Наиболее ранними структурами, сформированными в зоне Главного Центрального надвига, являются зоны срыва (shear zones), маркированные породами амфиболитовой фации и датированные 23 млн. лет [25].

Южно-Тибетский срыв отделяет гнейсы Высоких Гималаев от слабо метаморфизованных тетических осадочных пород чехла (см. рис. 3). Южно-Тибетский срыв формировался одновременно с Главным Центральным надвигом в миоцене, между 15 и 20 млн. лет [36, 41, 55].

В результате одновременного развития движений по Главному Центральному надвигу и Южно-Тибетскому срыву в раннем миоцене происходит выведение (экзгумация) пластины Высоких Кристаллических Гималаев (рис. 4, а) и ее надвигание на зону Низких Гималаев [34, 35, 40, 41, 43]. Для этого этапа (25–16 млн. лет) характерно проявление метаморфизма неогималайской фазы, следы которого сохранились вдоль Главного Центрального надвига, и внедрение плутонов лейкократовых гранитов в результате декомпрессионного анатексиса [36]. В раннем миоцене начинается эрозия растущего поднятия Высоких Кристалличес-

ких Гималаев, в результате чего накапливаются молассовые образования формации Думри [52].

В среднем-позднем миоцене (15–6 млн. лет) происходит образование надвига пластины Низких Гималаев в южном направлении с последующим развитием дуплекса (см. рис. 4, б) [13]. В Предгималайском прогибе в результате разрушения растущего горного сооружения накапливаются нижняя и средняя молассовые толщи Сивалик. Прямых данных о возрасте движений по Главному Пограничному надвигу нет [13]. Данные о возрасте и источниках сноса для песчаников Сивалик в северной Индии позволяют заключить, что эксгумация пород зоны Низких Гималаев началась около 10 млн. лет назад [47]. Эти наблюдения были использованы как косвенные свидетельства движений по Главному Пограничному надвигу.

В конце позднего миоцена – раннем плиоцене вдоль Главного Центрального надвига активизируются тектонические движения [25, 40]. С плиоцена (5–0 млн. лет) происходят движения по Главному Пограничному и Главному Фронтальному надвигам (см. рис. 4, в) [13, 52]. На этом этапе наступила главная фаза эксгумации дуплекса Низких Гималаев. В Предгималайском прогибе накапливается верхняя молассовая толща Сивалик.

**Эрозия.** История воздымания и эрозии Гималайских гор отражена в сериях молассовых образований Предгималайского прогиба и в мощных осадочных толщах, формирующих конусы выноса в Индском и Бенгальском заливах Индийского океана. Образования Бенгальского и Индского конусов выноса накапливались под воздействием различных источников сноса [28].

Река Инд берет свое начало в западном Тибете, далее следует вдоль простирания сутуры Инда, затем под прямым углом пересекает Гималаи и выходит к Индскому заливу. Современная область сноса этой реки окружена пиками Каракорума, Кохистана и поднятиями сутурной зоны Инда и почти не захватывает область Высоких Гималаев.

Начальные этапы эрозии горных сооружений в истоках реки Инд отражены в осадочных сериях ее конуса выноса в акватории Индского залива [28]. На подводном хребте Оуэн при бурении скважин (DSDP Site 224, ODP Site 731) были вскрыты эоценовые и олигоценые аргиллиты и песчаники. Эти осадочные породы относятся к нижним частям палеогенового конуса выноса Инда, которые были подняты в процессе роста подводного хребта Оуэна и избежали захоронения под более поздними осадками. На подводном хребте Мюррея в осадочном чехле средней и верхней части Индского конуса выноса методом сейсмического профилирования (профиль SO122-23) также установлено распространение наклоненных палео-

геновых толщ мощностью 1.5 км, накопление которых предшествовало поднятию подводного хребта в раннем миоцене (22 млн. лет назад) [28]. В центральной части Индийского океана (DSDP Site 221) установлено распространение обломочных пород верхнего олигоцена (25–30 млн. лет). На основании этих данных предполагается, что конус выноса Инда начал формироваться около 55 млн. лет назад [28].

Чтобы установить источники сноса для реки Инд в эоцене, было проведено сравнение изотопного состава Pb калиевого полевого шпата из пород Высоких Гималаев, Трансгималаев, Кохистанской дуги, Каракорума, Южно-Тибетского блока, с одной стороны, и в обломочных зернах из осадочных пород основания Индского конуса выноса – с другой. Установлено, что обломочные зерна калиевого полевого шпата из среднеэоценовых пород скважины DSDP Site 224 по изотопному составу Pb наиболее близки к породам-источникам из сутуры Инда, Трансгималайского батолита и Кохистанской дуги, но не могли быть связаны с размывом пород Индийского кратона, для которых характерны существенно более высокие отношения изотопов Pb [28].

Исследование среднемиоценовых и более молодых песчаников Сивалик плато западного Потвара показало, что в этих породах присутствует большое количество голубой роговой обманки, тогда как в пределах плато восточного Потвара и в более восточных частях Предгималайского прогиба песчаники такого состава не найдены [26]. Поскольку этот минерал рассматривается исключительно как результат эрозии пород Кохистанской дуги, то было высказано предположение, что положение реки Инд относительно горного фронта оставалось примерно таким же, что и сейчас, начиная с 11 млн. лет назад [26].

Реки Ганг и Брахмапутра в настоящее время следуют вдоль простирания Высоких Гималаев на большей части протяженности горного пояса. Впадая в Бенгальский залив, эти реки формируют огромный конус выноса, объем которого почти в три раза больше конуса выноса Инда и составляет около 15 млн. км<sup>3</sup>.

Бенгальский конус выноса начал формироваться около 20 млн. лет назад, главным образом в результате разрушения Высоких Кристаллических Гималаев [28]. Наиболее глубокие части конуса соответствуют начальным этапам эрозии Трансгималаев и восточной части Южного Тибета, но эти отложения недоступны, так как глубоко захоронены под перекрывающими осадочными сериями.

Процессы эрозии оказывали устойчивое воздействие на область горных сооружений Гималаев с раннего миоцена, но наиболее активное их воздымание (и разрушение) началось около

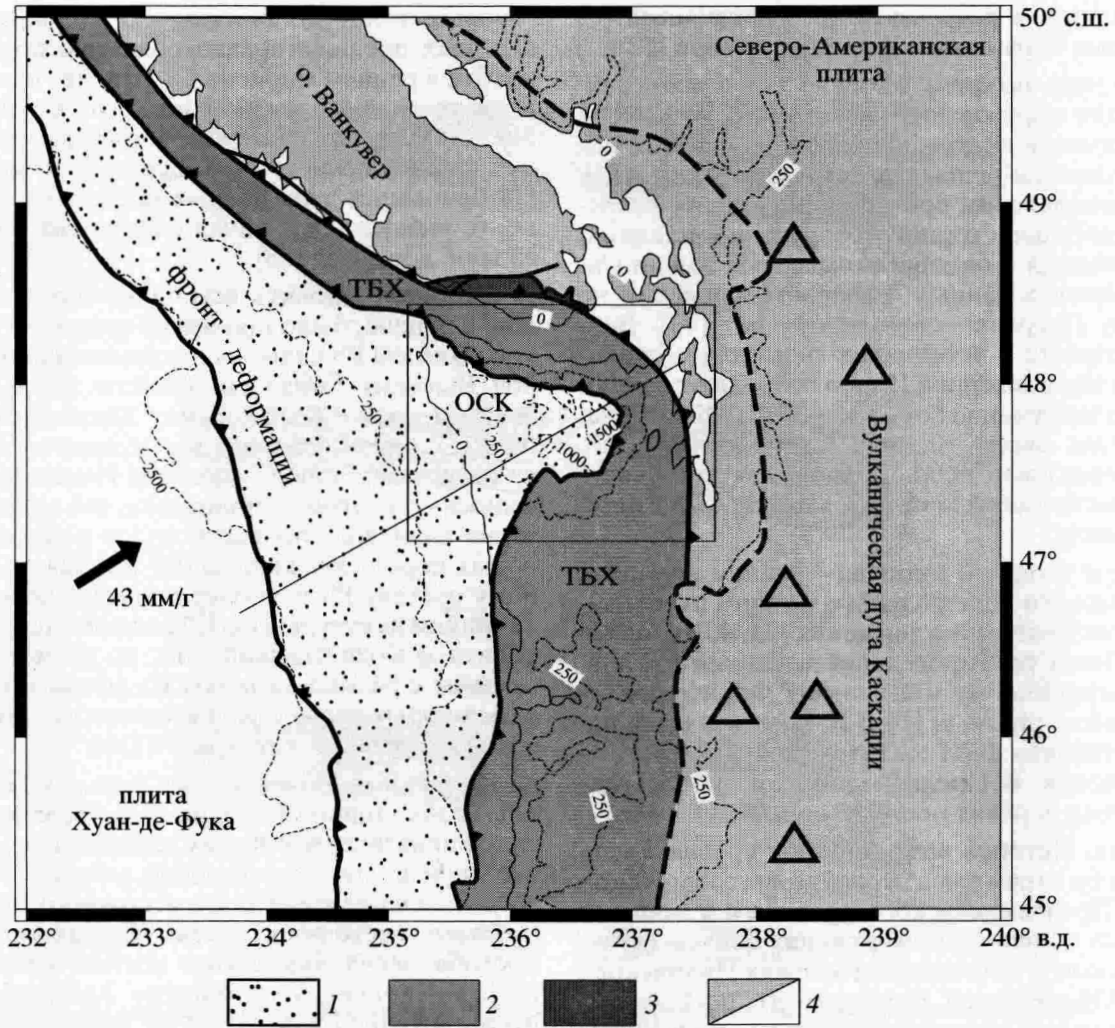


Рис. 5. Тектоническая схема активной континентальной окраины Каскадии, по [19]

Пунктирная линия отмечает западное ограничение вулканической дуги Каскадии, полые треугольники – положение вулканов Каскадии. Рамка показывает положение карты рис. 6, А, сплошная линия – профиля рис. 6, Б. При построении рельефа использована Sandwell TOPEX база данных.

1 – Олимпийский субдукционный комплекс (ОСК); 2 – террейн Берегового хребта (ТБХ); 3 – перемещенные мезозойские террейны; 4 – континентальная окраина дотретичного возраста

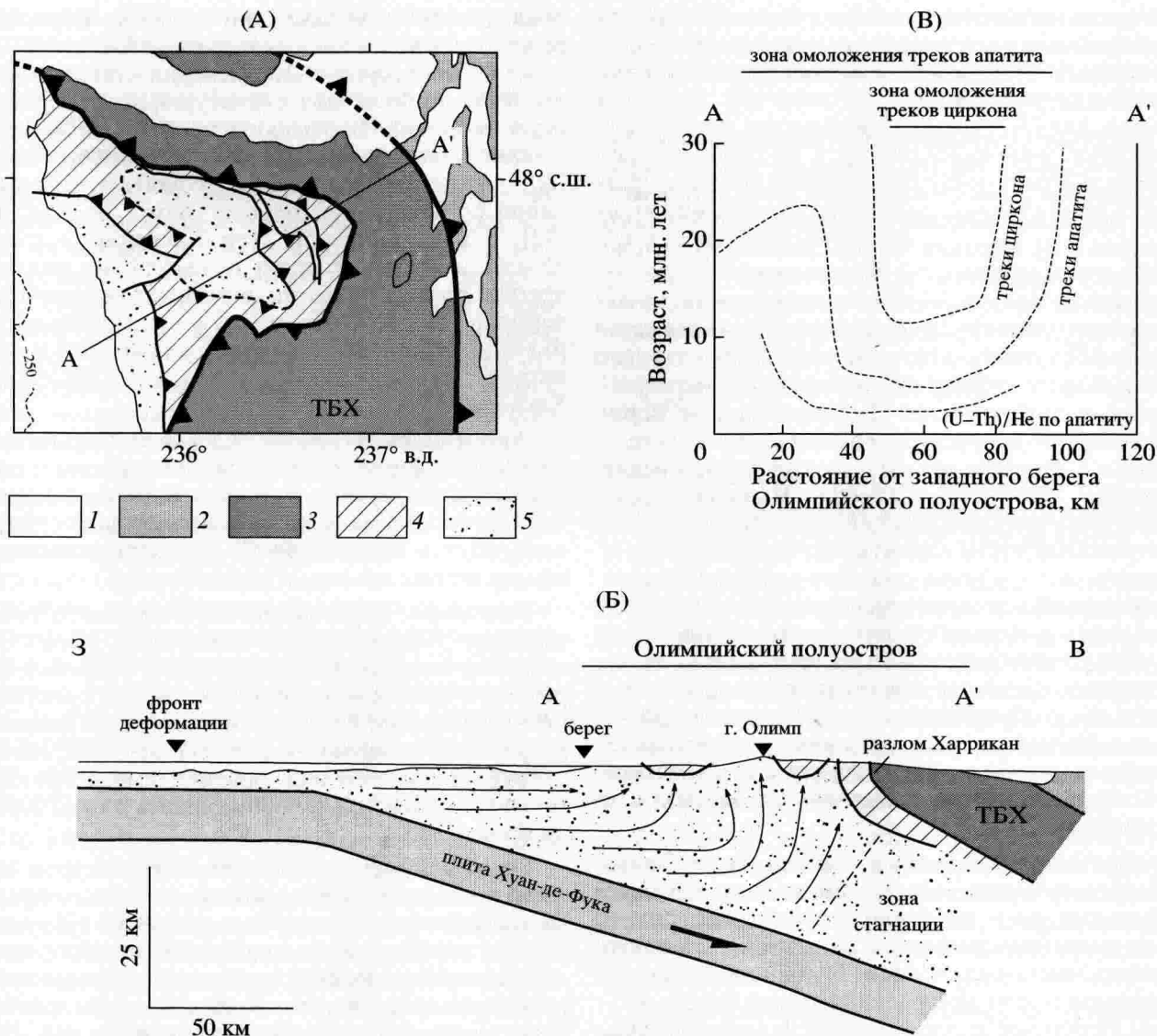
8 млн. лет назад и продолжалось позднее [10]. В это время, в конце позднего миоцена–раннем плиоцене, активизировались тектонические движения вдоль Главного Центрального надвига [25, 40], а, начиная с плиоцена, происходили движения по Главному Пограничному и Главному Фронтальному надвигам и наступила главная фаза эксгумации дуплекса Низких Гималаев [13, 52].

### Олимпийские горы (штат Вашингтон)

**Структура.** Олимпийские горы представляют собой наиболее высоко поднятую часть берегового горного хребта в преддуговой области активной окраины Каскадии на западе Северо-Американского континента (рис. 5). В структуре

преддуговой области окраины выделяются четыре основных тектонических зоны [20]. Во внутренней зоне окраины расположены структуры дотретичного континентального фундамента и фрагменты перемещенных мезозойских террейнов, которые были аккрецированы к окраине Северо-Американского континента в позднем мелу и в палеогене. Во внешней зоне окраины выделяются террейн Берегового хребта и аккреционная призма Каскадии.

Террейн Берегового хребта сложен образованиями океанической коры эоценового возраста, перекрытыми эоцен-нижнемиоценовыми морскими терригенными толщами (периферийная свита). Офиолиты основания террейна рассматриваются как фрагмент коры подводных гор Ти-



**Рис. 6.** Геологическая схема (А) и профиль (Б) через Олимпийский полуостров, по [19], и термохронометрический возраст пород Олимпийского субдукционного комплекса (В), по [15]. Положение карты и профиля показано на рис. 5. 1 – современные преддуговые бассейны; 2 – континентальная окраина дотретичного возраста; 3 – террейн Берегового хребта (ТБХ); 4, 5 – Олимпийский субдукционный комплекс: 4 – Верхняя, 5 – Нижняя и Береговая толщи

хоокеанской плиты или коры океанического типа, образованной в результате рифтогенеза в задуговой или преддуговой обстановке на окраине Северо-Американского континента [14, 19, 57].

Аккреционная призма Каскадии протягивается с внешней стороны террейна Берегового хребта и сложена осадочными образованиями, содранными с поверхности субдуцирующей в северо-восточном направлении плиты Хуан-де-Фука. Осадочные толщи призмы распространены в основном в пределах подводной части современной континентальной окраины и выведены на поверхность только в поднятии Олимпийских гор [53]. Поднятие отделяет преддуговой прогиб на востоке от аккреционной призмы на западе.

Образования аккреционной призмы, выведенные на поверхность в пределах поднятия Олимпийских гор (рис. 6, А), известны под названием Олимпийского субдукционного комплекса [20]. Граница между террейном Берегового хребта и Олимпийским субдукционным комплексом отмечена разломом хребта Харрикан (см. рис. 6, Б). Обломочные породы из толщ субдукционного комплекса в основании разлома были датированы 33–39 млн. лет [20]. На основании этих данных был сделан вывод о том, что движения по разлому могли произойти в самом конце эоцена или позднее.

Олимпийский субдукционный комплекс образован несколькими чешуйчатыми пластинами,



сложенными в основном терригенными турбидитами (песчаниками, алевролитами) нижнего эоцена – среднего миоцена и, в меньшей степени, пиллоу-базальтами [20, 53].

В составе Олимпийского субдукционного комплекса выделяются три основные толщи: Верхняя, Нижняя и Береговая (свита Хох), датированные методом трекового анализа обломочного циркона [19]. Верхняя толща слагает структурно наиболее верхнюю тектоническую пластину (см. рис. 6, А) и включает эоценовые песчано-алевролитовые турбидиты с фрагментами пиллоу-лав базальтов. Местами сохранились согласные контакты между пиллоу-лавами и перекрывающими турбидитами. Пиллоу-базальты Верхней толщи по возрасту и геохимическому составу сходны с эоценовыми базальтами из основания террейна Берегового хребта. Нижняя толща вскрыта из-под образований верхней пластины в центральной части поднятия Олимпийских гор и сложена в основном песчано-алевролитовыми турбидитами верхнего олигоцена – нижнего миоцена, пиллоу-лавы в ее составе отсутствуют. Береговая толща (свита Хох) распространена вдоль западного основания поднятия, в его фронтальной части, и образована песчаниками и алевролитами с фауной раннего–среднего миоцена, среди которых изредка встречаются экзотические фрагменты эоценовых пиллоу-лав базальтов и песчаников.

Образования Верхней и Нижней толщи Олимпийского субдукционного комплекса интенсивно деформированы, разбиты чешуйчатыми разломами и кливажированы с появлением структур растворения под давлением. Турбидиты метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой фации. Породы Береговой толщи не несут следов кливажа, но также разбиты чешуйчатыми надвигами, среди них присутствуют зоны глинистого меланжа и цилиндрических интрузий глинистых диапиров. В этих породах проявлен метаморфизм цеолитовой фации. В пределах Береговой толщи с запада на восток увеличивается температура метаморфизма.

К западу от поднятия Олимпийских гор на шельфе окраины отложения современных осадочных бассейнов (Олимпийского и Виллапа-Грэйс Харбор) практически не деформированы [19]. Структуры бассейнов испытывают очень медленное смещение к северо-востоку относительно Северо-Американской плиты в результате горизонтального сокращения в пределах аккреционной призмы, основная область деформаций в которой локализована в поднятии Олимпийских гор [19].

**Этапы формирования.** Структура внутренней континентальной части окраины Каскадии сформировалась в позднемиоценовое время. Собственно преддуговая область образовалась в результате

последовательной аккреции террейна Берегового хребта и роста внешней призмы Каскадии. Заложение зоны субдукции Каскадии и подвиг плиты Хуан-де-Фука под структуры аккретированного террейна Берегового хребта относятся к самому позднему эоцену, около 35 млн. лет назад [20]. Аккреция террейна Берегового хребта к окраине произошла на рубеже около 38 млн. лет [33], а вулканической дуги Каскадии – около 36 млн. лет [20]. Возраст движений по разлому хребта Харрикан вдоль западного ограничения террейна Берегового хребта в Олимпийских горах относится к самому концу эоцена [20] и маркирует начало подвига вдоль зоны субдукции Каскадии [19].

Аккреционная призма Каскадии формировалась в результате фронтальной аккреции и подслаивания во фронте террейна Берегового хребта [19]. Аккреция осадков сопровождала субдукцию плиты Хуан-де-Фука в северо-восточном направлении.

Эоценовые образования Верхней толщи Олимпийского субдукционного комплекса, возможно, являлись западным продолжением террейна Берегового хребта и были, скорее всего, присоединены к окраине Северо-Американской плиты в результате сдвигания разреза верхней плиты террейна, а не являлись фрагментами, содранными с поверхности пододвигающейся плиты Хуан-де-Фука [19].

Олигоцен-нижнемиоценовые турбидиты Нижней толщи и ниже-среднемиоценовые образования Береговой толщи Олимпийского субдукционного комплекса накапливались в обстановке абиссальной равнины и океанского склона глубоководного желоба вдоль зоны субдукции, а затем были содраны и аккретированы к окраине Каскадии. Турбидиты Нижней толщи, для которых характерны кливаж, структуры растворения под давлением и метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации, испытали погружение под структурами призмы на глубину  $\geq 12$  км [20]. Породы Береговой толщи, очень слабо метаморфизованные и без признаков кливажа, были аккретированы во фронте призмы [50].

**Эксгумация и эрозия.** Для изучения процесса эксгумации в поднятии Олимпийских гор был применен метод сравнительного анализа минимальных омоложенных возрастов и минимальных возрастов осадконакопления [19]. Омоложенный, или “сброшенный”, возраст (reset age) зерна обломочного апатита приобретают при повышении температуры и прохождении зерен через зону “отжига”, в результате чего частично или полностью исчезают ранее существовавшие в них треки.

В породах из Олимпийского субдукционного комплекса было изучено пространственное рас-

пределение образцов, в которых минимальный омоложенный возраст зерен детритового апатита меньше времени осадконакопления [19], то есть тех пород, которые были нагреты до температур более 125°C в результате погружения и транспортировки через аккреционную призму Каскадии.

В результате этого исследования было показано, что минимальные омоложенные возраста в породах комплекса все моложе 15 млн. лет, а их распределение имеет концентрический характер [19]. Омоложенные возраста распределены только в пределах ядра Олимпийского поднятия. Молодые датировки постепенно сменяются более древними возрастами при перемещении к краям поднятия. Кривые, отображающие распределение зон омоложенного возраста на поверхности вкрест простирания аккреционной призмы Каскадии, имеют концентрический характер с минимальными возрастами в центре поднятия (см. рис. 6, В) [15]. Из этого следует, что в ядре Олимпийского поднятия эксгумированы породы, прошедшие зону отжига, причем эксгумация материала происходила с образованием широкой куполообразной структуры. В береговой зоне окраины Каскадии распределены в основном образцы пород, не прошедшие зону отжига и характеризующиеся “несброшенным” возрастом (unreset samples), то есть эксгумация материала здесь была проявлена очень слабо.

По данным трекового анализа апатита и циркона восстановлена история эксгумации осадочных толщ центральной части Олимпийского поднятия [19]. Осадочные породы ядра поднятия в позднем олигоцене–раннем миоцене были первоначально аккретированы к основанию призмы на глубинах 12.1–14.5 км в зоне температур 242–289°C. Эксгумация началась около 18 млн. лет назад. Породы, находящиеся в современной структуре на средних высотах поднятия 1204 м, прошли через температурную зону “закрытия” циркона около 13.7 млн. лет назад на глубине около 10 км, и через температурную зону “закрытия” апатита около 6.7 млн. лет назад на глубине 4.7 км. Скорость эксгумации в центральной части поднятия оставалась почти постоянной, около 0.75 км/млн. лет, по крайней мере, начиная с 14 млн. лет назад. Скорость эксгумации для всего Олимпийского поднятия составляет 0.28 км/млн. лет, что сопоставимо со средней скоростью эрозии (0.18 до 0.32 км/млн. лет), рассчитанной по данным двух главных рек Олимпийских гор.

Приведенные данные о возрасте и структуре поднятия Олимпийских гор показывают, что эксгумация в этом сегменте преддуговой области Каскадии контролировалась процессами поверхностной эрозии, а не процессами тектонического растяжения. Топографически приподнятое положение и эрозия в пределах этих гор являлись ус-

тойчивыми, видимо, благодаря постоянному поступлению материала и увеличению мощности в пределах подстилающей аккреционной призмы Каскадии. Большая часть эродированного материала была перенесена реками в Тихий океан, где, возможно, он повторно вовлечен в структуру аккреционной призмы либо путем тектонической аккреции, либо путем осадконакопления на склонах и на шельфе бассейнов.

Объем привнесенных аккретированных осадков является близким к объему вынесенного эродированного материала, что говорит о том, что поднятие Олимпийских гор окраины Каскадии находится в устойчивом топографическом состоянии [19].

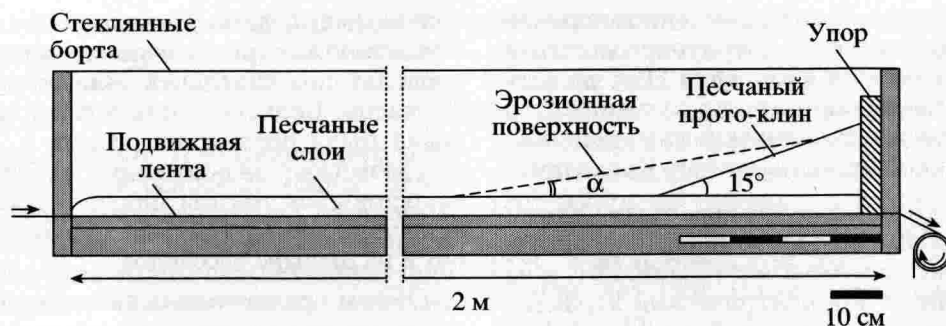
### ЭРОЗИЯ И ЭКСГУМАЦИЯ В АККРЕЦИОННОМ КЛИНЕ ПО ДАННЫМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Физическое моделирование на песчаной основе (sand-box modeling) выполнялось в лаборатории Динамики Литосферы (DL), Университет Монтпелье II – Национальный Центр Научных Исследований (Франция). Экспериментальное исследование было направлено на изучение распределения хрупких деформаций и характер перемещения материала в аккреционном клине в условиях постоянно действующей поверхностной эрозии.

Физические механизмы, которые действуют в песчаной модели аккреционного клина, могут рассматриваться как аналоговые по отношению к механизмам, контролирующим развитие аккреционной призмы или аккреционного орогена в природных условиях [31, 44, 46].

Экспериментальная лабораторная установка имеет стеклянные борты, что дает возможность во время проведения эксперимента постоянно наблюдать и регистрировать деформацию растущего аккреционного клина в разрезе (рис. 7). В установку помещается лента целлюлоидной пленки (film Myllar) двух типов: с гладкой поверхностью для имитации низкого базального трения и с коэзивной поверхностью для создания условий высокого базального трения. На поверхность ленты насыпается ровный пласт песчаного материала с послойными и точечными цветными маркерами. Около упора на песчаный пласт насыпается прото-клин с углом наклона 15°, для которого используется тот же материал, что и для остальной части модели (см. рис. 7). Для создания слоя пониженной прочности, имитирующего в модели зону послонного срыва, внутри пласта песка насыпается тонкий прослой (1–2 мм) стеклянных микрошариков.

С началом эксперимента лента начинает наматываться на вал, вызывая смещение песчаного пласта и его сгущивание перед упором и прото-клином. После 20 см сокращения образуется ак-



**Рис. 7.** Установка для экспериментального физического моделирования на песчаной основе для изучения деформаций и характера перемещения материала в аккреционном клине

Пунктирная линия соответствует положению эрозионной поверхности, вдоль которой проводилась эрозия модели растущего аккреционного клина. Угол наклона эрозионной поверхности  $\alpha$  менялся для разных экспериментов

аккреционный клин, у которого достигается критический угол наклона, или угол устойчивого равновесия. Критический угол наклона (critical taper) характерен для аккреционного клина с геометрией устойчивого равновесия (steady state), отражающей баланс между базальным трением в основании клина и стрессом, индуцированным топографическим склоном [29, 30, 31]. Далее при проведении эксперимента растущий клин равномерно эродируется путем удаления излишка материала с поддержанием постоянного критического угла наклона. Таким образом, весь поступающий в аккреционный клин материал эродируется и выполняется условие устойчивого переноса вещества (flux steady state) [59].

**Эксперименты 1–2.** Первоначально нами были выполнены эксперименты роста аккреционного клина с высоким и низким базальным трением, но без применения эрозии (рис. 8). В этих экспериментах наращивание клина осуществляется в основном за счет фронтальной аккреции и очень ограниченного подслаивания базальных слоев. Вещество с нижних уровней клина не эксгумируется.

Структура модели аккреционного клина с высоким и низким базальным трением различается. В первом случае наращивание клина происходит в результате аккреции длинных наклоненных чешуй, ограниченных надвигами (см. рис. 8, а). Во втором случае формируются спаренные системы разломов – прямой надвиг, обращенный в сторону пододвигающейся плиты, и серия сопряженных с ним ретро-надвигов, обращенных в сторону упора (см. рис. 8, б).

Различия в структуре аккреционного клина с разным базальным трением определяют и различия в геометрии клина. После 100 см общего сокращения длина клина с высоким базальным трением в 1.5 раза короче, чем длина клина с низким трением (см. рис. 8). В то же время величина вертикального утолщения больше в модели с высо-

ким трением (340%), чем в модели с низким трением (274%).

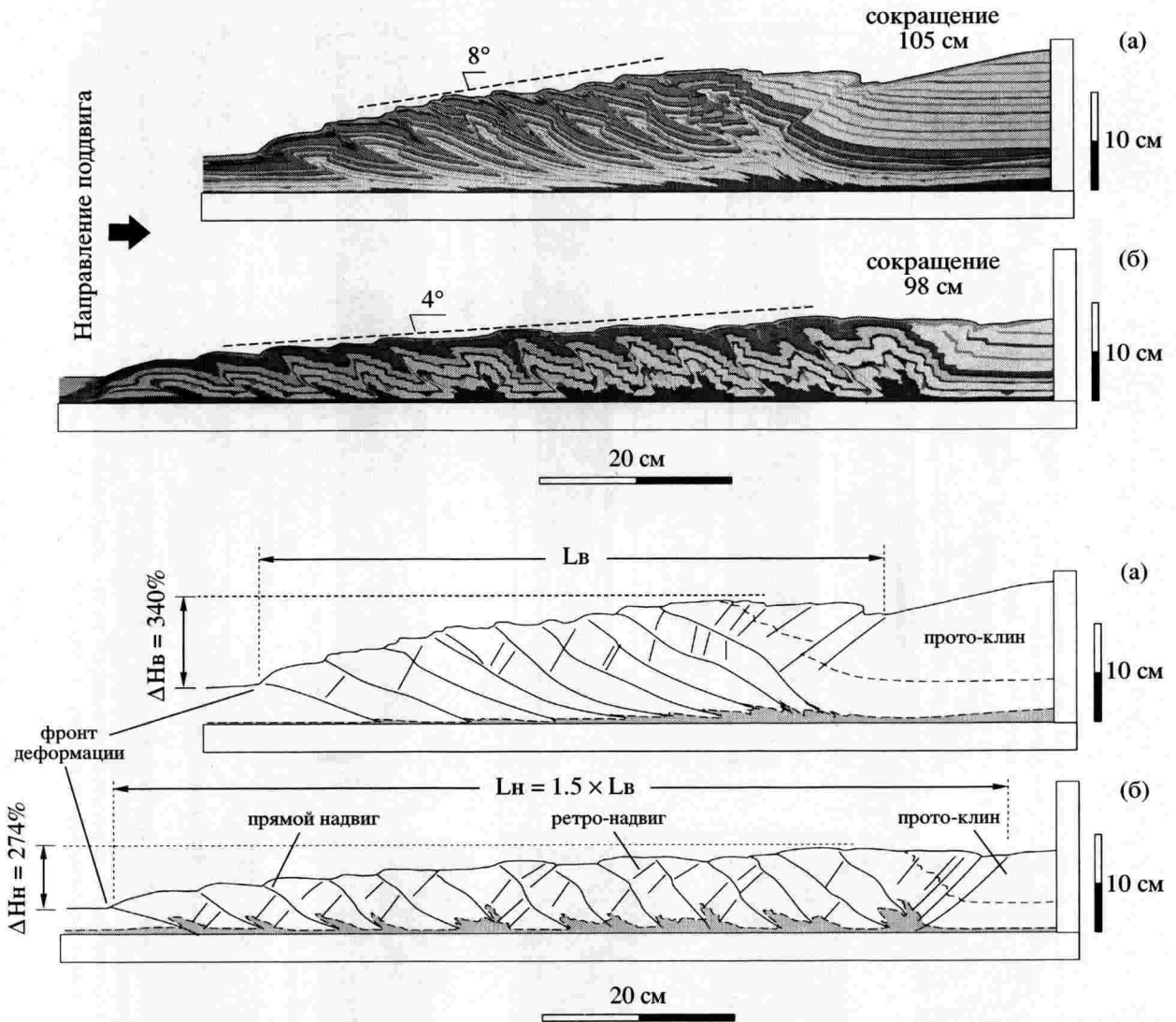
**Эксперимент 3.** В эксперименте тестировалась модель аккреционного клина с высоким базальным трением и с поверхностью низкого трения (уровнем детачмента) (рис. 9, а). Угол наклона эрозионной поверхности в этом эксперименте составляет  $6^\circ$ , что меньше критического угла для модели с высоким базальным трением ( $8^\circ$ ). Это значение выбрано для того, чтобы учесть присутствие в модели уровня послонного срыва, выше которого растущий аккреционный клин ведет себя аналогично клину с низким базальным трением.

Длина эродируемого клина в ходе эксперимента остается постоянной.

На первом этапе происходит срыв вдоль поверхности низкого трения (уровня детачмента) и формируется серия тектонических пластин в основании прото-клина (см. рис. 9, б). При дальнейшем росте аккреционного клина базальные слои модели испытывают подслаивание под фронтальной частью прото-клина с образованием серии дуплексов.

На следующих этапах растущий аккреционный клин эродируется. Базальные слои под уровнем детачмента нагнетаются в тыловую часть клина и эксгумируются в виде куполообразной структуры (см. рис. 9, в). Аккреция вещества в куполе происходит в виде длинных наклоненных чешуй, ограниченных надвигами, что характерно для модели с высоким базальным трением (см. рис. 8, а). Выше уровня детачмента структура клина характеризуется сочетанием надвигов прямой вергентности и ретро-надвигов, как в модели с низким базальным трением (рис. 8, б). Фронтальная аккреция материала на этом уровне приводит к образованию серии тектонических пластин, полностью сорванных со своего основания вдоль детачмента (см. рис. 9, в).

На последних стадиях эксперимента купольная структура эксгумируется вдоль главного рет-



**Рис. 8.** Эксперименты 1–2. Конечная стадия деформации модели аккреционного клина с высоким (а) и низким (б) базальным трением в условиях отсутствия эрозии: фотографии модели (вверху) и их интерпретация (внизу)

Рост клина осуществляется за счет фронтальной аккреции. Вещество нижних горизонтов клина не эксгумируется. Критический угол наклона склона, или угол устойчивого равновесия, составляет  $8^\circ$  для модели клина с высоким и  $4^\circ$  – с низким базальным трением.  $L_n$ ,  $L_b$  – длина и  $\Delta H_n$ ,  $\Delta H_b$  – величина вертикального утолщения аккреционного клина относительно мощности первичного пласта для модели с низким и высоким базальным трением соответственно

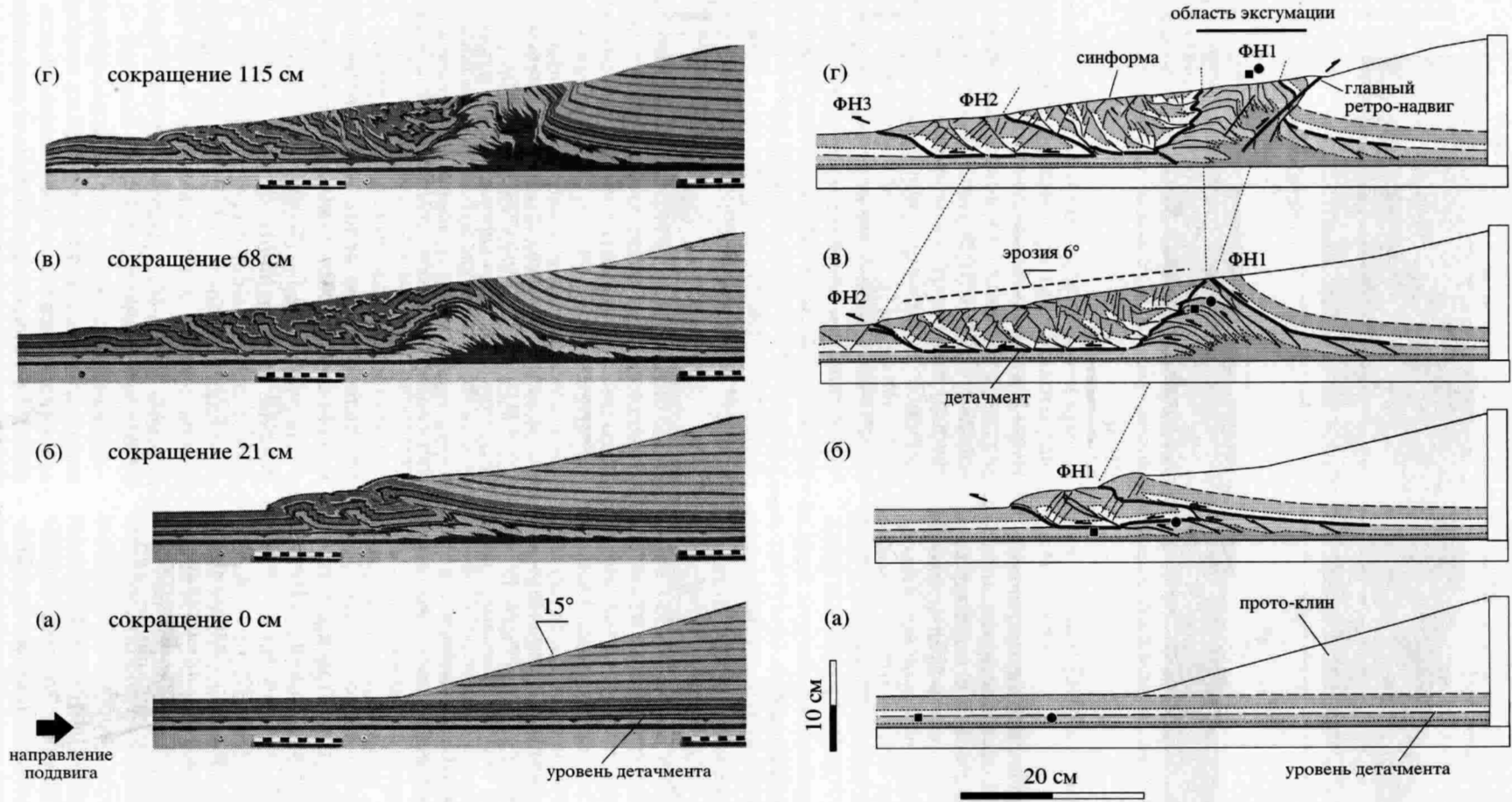
ро-надвига во фронте прото-клина (см. рис. 9, г). Выше детачмента формируется новая серия надвигов во фронте аккреционного клина. Первая серия надвиговых пластин, сорванных со своего основания, испытывает латеральное сжатие, преобразуясь в синформу (см. рис. 9, г). Главными активными разломами в структуре клина являются фронтальный надвиг ФНЗ и главный ретро-надвиг в тыловой части деформационного клина (см. рис. 9, г).

**Эксперимент 4.** В эксперименте использована модель аккреционного клина с низким базальным трением (рис. 10, а). Угол наклона эрозионной поверхности на первой стадии эксперимента

составляет  $6^\circ$ , что выше критического угла для модели с низким базальным трением ( $4^\circ$ ).

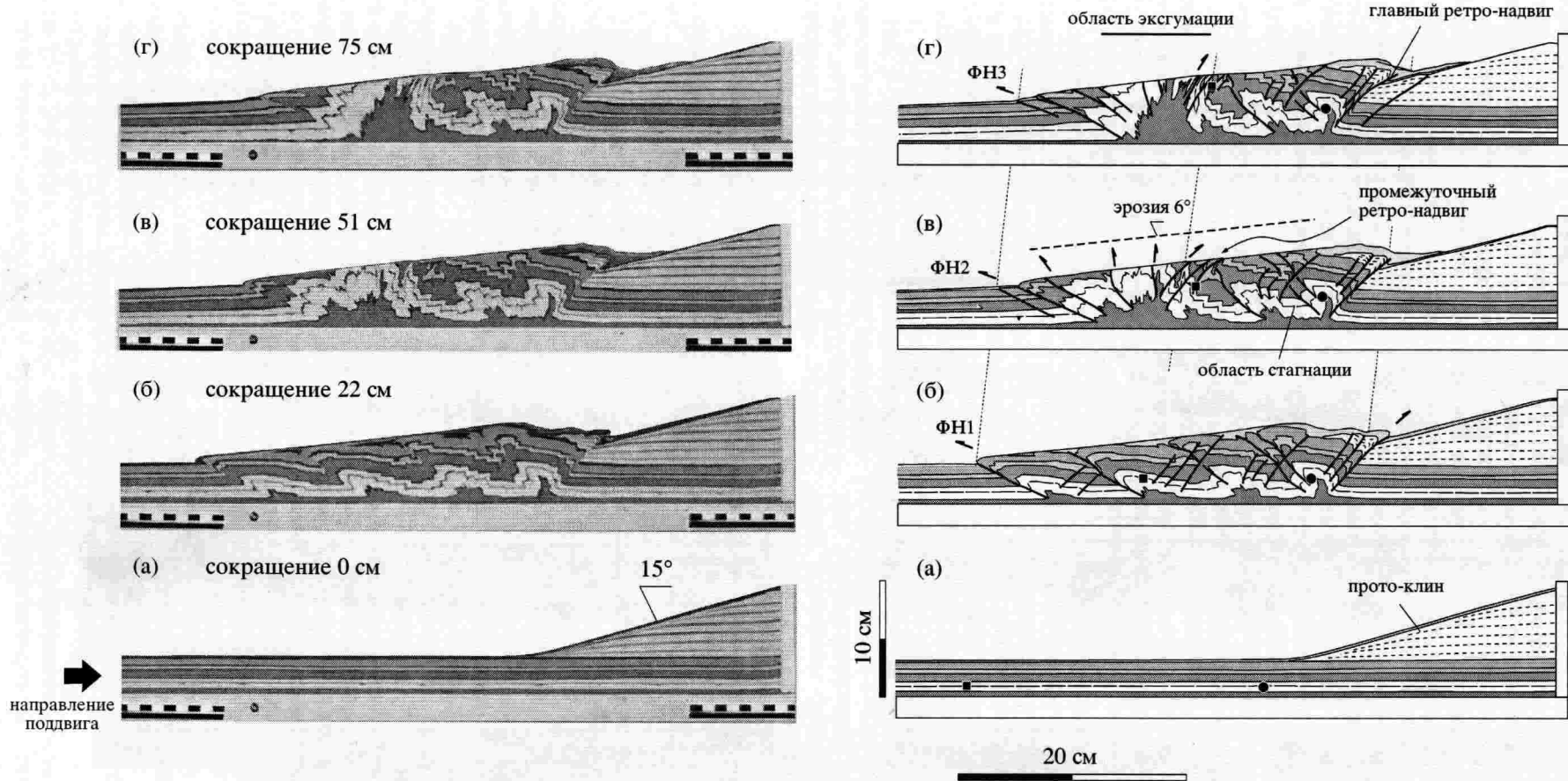
На ранних этапах стадии 1 происходит формирование аккреционного клина главным образом за счет фронтальной аккреции вещества. В структуре клина формируются системы спаренных надвигов прямой вергентности и ретро-надвигов (см. рис. 10, б), характерных для клина с низким базальным трением (см. рис. 8, б).

С началом эрозии фронтальное разрастание клина прекращается (см. рис. 10, в) и его длина в дальнейшем ходе эксперимента остается постоянной. Базальные слои модели подслаиваются во фронтальной части аккреционного клина и начи-

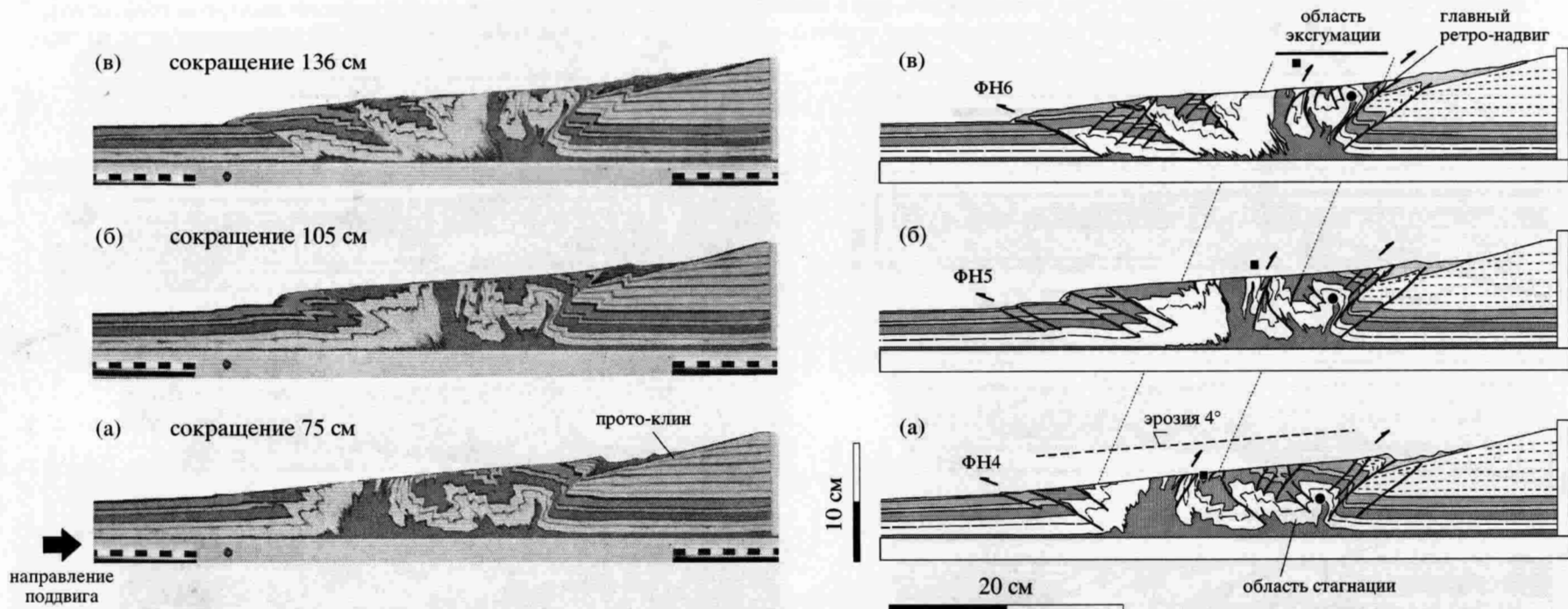


**Рис. 9.** Эксперимент 3. Начальная форма (а) и этапы деформации (б–г) модели аккреционного клина с высоким базальным трением в условиях эрозии: фотографии модели (слева) и их интерпретации (справа)

Угол наклона эрозионной поверхности  $6^\circ$ . Присутствие микропрослоя низкого трения (уровня детачмента) определяет различия в структурной деформации модели выше и ниже срыва. Базальные слои образуют серию дуплексов и эксгумируются в виде куполообразной структуры в тыловой части растущего клина. Верхние слои модели, расположенные выше поверхности послыоного срыва, полностью сорваны со своего основания и образуют синформу во фронте эксгумированного купола. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают перемещение вещества внутри клина в процессе эксгумации. ФН – фронтальный надвиг



**Рис. 10.** Эксперимент 4 (стадия 1). Начальная форма (а) и этапы деформации (б–г) модели аккреционного клина с низким базальным трением в условиях эрозии Надкритический ( $6^\circ$ ) угол эрозионной поверхности. Базальные слои эксгумируются в виде куполообразной структуры во фронте клина. Структура купола ограничена крутыми надвигами, переходящими в субвертикальные разломы, и крутым промежуточным ретро-надвигом. В тыловой части купола расположена область стагнации, где выведение вещества нижнего уровня на поверхность не происходит. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают перемещение вещества внутри клина в процессе эксгумации. ФН – фронтальный надвиг



**Рис. 11.** Эксперимент 4 (стадия 2). Последующие этапы деформации модели аккреционного клина с низким базальным трением в условиях эрозии.

Угол эрозионной поверхности изменен до критического ( $4^\circ$ ). Модель рис. 11а соответствует модели рис. 10г – после эрозии (общее сокращение 75 см). Куполообразная структура эксгумированного вещества постепенно смещается в тыловую часть аккреционного клина. Материал в области стагнации начинает выводиться в верхние уровни деформационного клина. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают активизацию перемещения вещества в тыловой части клина. ФН – фронтальный надвиг

нают эксгумироваться в виде куполообразной структуры (см. рис. 10, в). Выведение материала в куполе происходит благодаря тому, что фронтальные надвиги по мере аккреции материала становятся все более крутыми, превращаясь в субвертикальные разломы. Со стороны упора структура купола ограничена крутым промежуточным ретро-надвигом (см. рис. 10, в). В тыловой части растущего аккреционного клина образуется область стагнации, где материал не эксгумируется. Движения по главному ретро-надвигу очень незначительны.

На последующих этапах стадии 1 область эксгумации стабилизируется во фронтальной части аккреционного клина и базальные слои, нагнетаемые в купольную структуру, достигают поверхности (см. рис. 10, г). Область стагнации и главный ретро-надвиг остаются мало активными.

На второй стадии эксперимента 4 был изменен угол эрозионной поверхности до критического ( $4^\circ$ ) (рис. 11). При выполнении эксперимента наблюдается постепенное смещение куполообразной структуры области эксгумации из фронтальной в тыловую часть аккреционного клина (см. рис. 11, а–в). Область стагнации вещества активизируется, и базальные слои этой области начинают выводиться в верхние уровни главным образом за счет активизации главного ретро-надвига в тылу деформационного клина (см. рис. 11, в).

## ОБСУЖДЕНИЕ

1. Проведенное обсуждение рассмотренных природных объектов и лабораторных моделей позволяет заключить, что эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционных орогенах.

Особенности тектонического строения и развития Гималаев лучше всего объясняются моделями, в которых учитывается роль взаимодействия тектонических процессов и процессов поверхностной эрозии. Были предложены модели синколлизонной эксгумации корового блока [27], выдавливания ниже-среднекорковых пластин пониженной вязкости [16], термомеханическая [36] и механическая [13] модели тектонического хрупко-пластичного подслаивания в аккреционном клине. Все перечисленные модели обосновывают ведущую роль эрозии как необходимого условия для эксгумации коровых блоков в системе горного сооружения Гималаев.

Эксгумация материала с нижних структурных уровней аккреционной призмы Каскадии в пределах преддугового поднятия Олимпийских гор происходит главным образом благодаря эрозии, а не под воздействием тектонических процессов растяжения [19]. Во-первых, в структуре Олимпийских гор не выявлены разрывные нарушения,

связанные с растяжением. Разлом Харрикан, который ограничивает с востока эксгумированные породы субдукционного комплекса, рассматривается как разлом, связанный с обстановками сжатия [19]. Во-вторых, породы, эксгумированные с наибольших глубин, расположены в тектонической структуре Олимпийских гор не в непосредственной близости от разлома Харрикан, а более чем в 25 км к западу от него, в области максимального тектонического воздымания и эрозии. Распределение зон разной степени эксгумации имеет симметричный характер. Для структур эксгумации в условиях тектонического растяжения область максимальной эксгумации располагается вблизи контакта со сбросом или детачментом, по которому происходит выведение материала, и распределение контуров зон эксгумации имеет асимметричный характер.

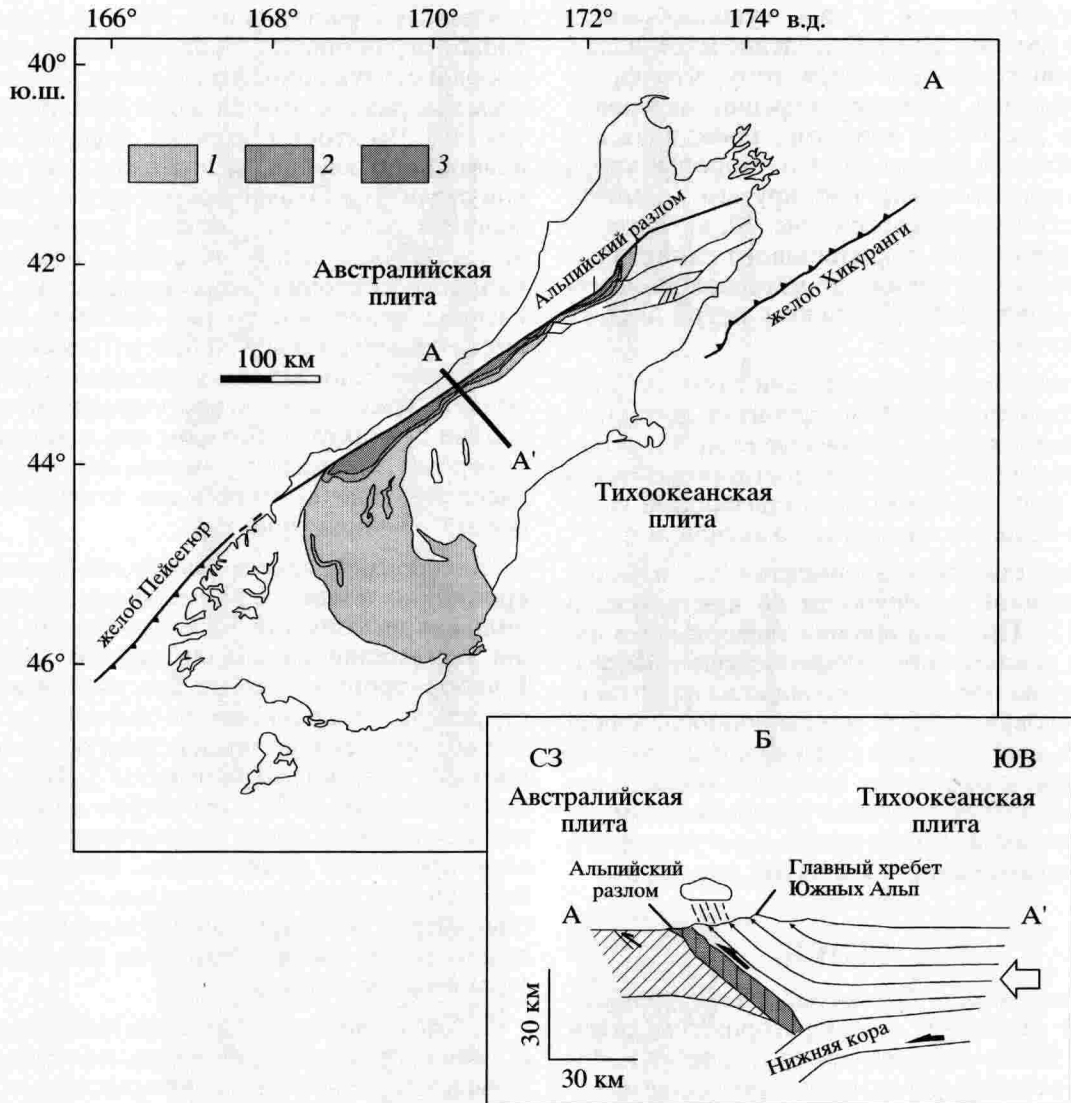
Экспериментальное тестирование модели аккреционного клина с применением эрозии позволило впервые получить куполообразные структуры эксгумации материала нижних слоев клина. В лабораторных моделях эксгумация вещества в структуре аккреционного клина происходит только при условии воздействия на клин поверхностной эрозии (эксперименты 3–4). Без эрозии (эксперименты 1–2) в структуре клина происходит последовательное разрастание клина благодаря процессам фронтальной аккреции (низкое базальное трение) или базального подслаивания (высокое базальное трение), а выведения материала с нижних уровней клина на поверхность при этом не происходит.

2. Согласно результатам физического моделирования, геометрия разломов, контролирующая выведение вещества на поверхность, и положение области максимального воздымания и эксгумации различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением.

В структуре клина с высоким базальным трением нижние слои клина испытывают подслаивание и образуют серию дуплексов из длинных круто наклоненных тектонических чешуй под фронтальной частью прото-клина. Область максимального воздымания и эксгумации располагается в тыловой части аккреционного клина. Растущая куполообразная структура, в которой происходит выведение базального материала, ограничена с тыловой стороны активным надвигом на ранних этапах эксперимента и главным ретро-надвигом на его заключительных этапах. С фронтальной стороны куполообразная структура ограничена серией опрокинутых надвигов прямой вергентности, погружающихся в сторону подошвы аккреционного клина и нарушенных вдоль поверхности детачмента.

В аккреционном клине с низким базальным трением область максимального воздымания и





**Рис. 12.** Геологическая схема (А) и профиль АА' (Б) через Южные Альпы, Новая Зеландия, по [17, 58]

На карте цветом показаны зоны эксгумированных в кайнозойское время пород разных метаморфических фаций в зонах стабильности: 1 – хлорита, 2 – биотита, 3 – гранат-олигоклаза. На профиле АА' серым цветом с вертикальной штриховкой обозначена зона эксгумации Альпийских сланцев, локализованная вдоль западного склона гор, в области максимального выпадения осадков и максимальной эрозии. Тонкие сплошные линии показывают направление переноса вещества через аккреционный клин

эксгумации стабилизируется во фронтальной части клина. Растущая куполообразная структура, сложенная эксгумированным материалом, ограничена крутыми и субвертикальными разломами. С фронтальной стороны купола развиты надвиги прямой вергентности, перерастающие в ходе эксперимента в субвертикальные разломы. С тыловой стороны купол ограничен зоной промежуточных ретро-надвигов, локализованных в средней части клина и обращенных в сторону упора. В тыловой части аккреционного клина формируется область стагнации.

3. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через ак-

креционный клин и расположение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина.

Согласно результатам эксперимента 4, изменение угла наклона эрозионной поверхности с надкритического ( $6^\circ$ ) до критического ( $4^\circ$ ) приводит к постепенному смещению области максимального воздымания и эксгумации из фронтальной в тыловую часть аккреционного клина. Область стагнации в тылу куполообразной структуры активизируется, и базальные слои этой области начинают выводиться в верхние уровни главным образом за счет активизации главного ретро-надвига в тылу деформационного клина.

Ширина и расположение области максимальной эксгумации зависят также от ориентировки склона аккреционного орогена, вдоль которого происходит выпадение наибольшего количества осадков и где проявлена наибольшая скорость эрозии [58]. Согласно данным математического моделирования, если область максимальной эрозии расположена вдоль склона аккреционного клина, обращенного в сторону пододвигающейся плиты, то в структуре клина формируется широкая область эксгумации с максимумом в средней части склона. Этой модели соответствует пример Олимпийских гор, штат Вашингтон (см. рис. 6, Б). Если эродируется в основном склон аккреционного клина, обращенный в противоположную сторону от пододвигающейся плиты, то область эксгумации локализуется в виде узкой зоны вдоль главного ретро-надвига. Примером такой модели может служить горное сооружение Южных Альп, Новая Зеландия, где максимальное количество осадков (и максимальная эрозия) проявлены вдоль крутого западного склона, обращенного в сторону, противоположную от пододвигающейся Тихоокеанской плиты (рис. 12). Область эксгумации в этом орогене локализована на западном склоне, в узкой полосе вдоль Альпийского разлома.

4. Структура и этапы формирования лабораторной модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем детачмента (эксперимент 3) могут быть сопоставлены со строением и эволюцией Непальских Гималаев в миоцен-четвертичное время.

На первом этапе в модели клина происходит срыв вдоль уровня пониженной прочности и формируется серия тектонических пластин в основной прото-клина (см. рис. 9, б). Эта стадия соответствует образованию надвига пластины Высоких Кристаллических Гималаев (ВКГ) вдоль Главного Центрального надвига (см. рис. 4, а). На средних этапах эксперимента нижние слои модели образуют под прото-клином серию дуплексов, которые впоследствии эксгумируются в виде купола в тыловой части клина (см. рис. 9, в). Эта купольная структура сходна со структурами дуплекса Низких Гималаев, эксгумация которых произошла около 10 млн. лет назад, после выведения и эрозии пластины Высоких Кристаллических Гималаев (см. рис. 4, б). На последних стадиях эксперимента происходит проградация деформационного фронта. Первая серия надвиговых пластин верхних слоев модели, полностью сорванных вдоль поверхности детачмента, испытывает латеральное сжатие и преобразуется в синформу (см. рис. 9, г). В зоне Низких Гималаев метаосадочные породы кембрия-мезозоя с севера перекрыты покровами гнейсов Высоких Гималаев (внешние кристаллические клипы) (см. рис. 4, в). Проградация деформационного фронта от Глав-

ного Пограничного надвига к Главному Фронтальному надвигу произошла около 5 млн. лет назад.

5. Характер переноса материала через аккреционный клин с низким базальным трением в условиях эрозии (эксперимент 4) приводит к формированию структуры, сходной со структурой поднятия Олимпийских гор.

В процессе эксперимента 4 происходит формирование куполообразной структуры во фронтальной части аккреционного клина (см. рис. 10). Область эксгумации в пределах Олимпийских гор (штат Вашингтон) расположена в центральной части аккреционной призмы Каскадии, и выведение материала также происходило с образованием широкой куполообразной структуры с концентрической зональностью (см. рис. 6).

Развитие процессов воздымания и эксгумации в ядре поднятия Олимпийских гор предложено объяснить наличием свода высотой 10 км на поверхности плиты Хуан-ду-Фука, погружающейся под структуры континентальной окраины [18]. Результаты эксперимента 4 позволяют заключить, что выведение материала в виде широкой куполообразной структуры возможно в условиях действия процессов эрозии, при этом привлечение внешних дополнительных факторов не обязательно.

## ВЫВОДЫ

Проведенное исследование горных сооружений Гималаев, Олимпийских гор (штат Вашингтон) и лабораторных моделей позволяет сделать следующие выводы:

1. Эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционном клине и в природных аккреционных орогенах.

2. В условиях эрозии в экспериментальной модели клина формируются куполообразные структуры, в которых материал нижних слоев клина эксгумируется на поверхность.

3. Согласно результатам физического моделирования, геометрия разломов, контролирующая выведение вещества на поверхность, и положение области максимального воздымания и эксгумации различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением.

4. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через аккреционный клин и расположение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина.

5. Структура и этапы формирования лабораторной модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем детачмента (эксперимент 3) могут быть сопоставлены со строением и эволюцией Непальских Гималаев в миоцен-четвертичное время. Наличие зоны пониженной прочности (уровня детачмента) в структу-

ре модельного клина определяет различия в деформации слоев выше и ниже срыва.

6. Характер переноса материала через аккреционный клин с низким базальным трением в условиях эрозии (эксперимент 4) позволяет объяснить особенности строения и распределения структур эксгумации в пределах аккреционного поднятия Олимпийских гор (штат Вашингтон).

Экспериментальное моделирование формирования аккреционного клина в условиях эрозии предоставляет возможность изучать и количественно оценивать степень влияния процессов эрозии на характер структурообразования, направление и скорость эксгумации в аккреционных орогенах.

Авторы благодарны академику РАН Ю.М. Пуцаровскому за интересное и плодотворное обсуждение материала. Мы искренне признательны рецензентам академику РАН А.Л. Книпперу и доктору геол.-мин. наук М.А. Гончарову за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить нашу работу. Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке (Россия) и Министерства образования, Науки и Технологий (Франция).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палецек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Структура меловой аккреционной призмы хребта Омгон, Западная Камчатка // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте). М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 299 с.
4. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
5. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
6. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разнищия Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расслоенность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 22–40.
7. Пуцаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ИТнГ ДВО АЕ СССР, 1992. Т. 1. С. 128–137.
8. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.
9. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 220 с.
10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
11. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
12. Argan E. La tectonique de l'Asie // 13<sup>th</sup> Intern. Geol. Cong. Brussels: Comptes Rendus, 1924. 5. 171–372.
13. Avouac J.P. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya // Advances in Geophysics. 2003. 46. 1–80.
14. Babcock R., Burmester R., Engebretson D., Warnock A., Clark K. A rifted margin origin for the Crescent basalts and related rocks in the northern Coast Range volcanic province, Washington and British Columbia // J. Geophys. Res. 1992. 97. 6799–6821.
15. Batt G.E., Brandon M.T., Farley K.A., Roden-Tice M. Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using 2-D thermal and kinematic modeling of isotopic age // J. Geophys. Res. 2001. 106. 26731–26746.
16. Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. 414. 738–742.
17. Beaumont C., Kamp P.J.J., Hamilton J., Fulsack P. The continental collision zone, South Island, New Zealand: Comparison of geodynamical models and observations // J. Geophys. Res. 1996. 101. 3333–3359.
18. Brandon M.T., Calderwood A.R. High-pressure metamorphism and uplift of the Olympic subduction complex // Geology. 1990. 18. 1252–1255.
19. Brandon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.L. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. 110. 985–1009.
20. Brandon M.T., Vance J.A. New statistical methods for analysis of fission-track grain-age distribution with application to detrital zircon ages from Olympic subduction complex, West Washington State // Amer. J. Sci. 1992. 292. 565–636.
21. Burbank D.W. Rates of erosion and their implications for exhumation // Miner. Magazine. 2002. 66 (1). 25–52.
22. Burbank D.W., Leland J., Fielding E., Anderson R.S., Brozovic N., Reid M.R., Duncan C. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas // Nature. 1996. 379. 505–510.
23. Burchfiel B.C., Zhiliang C., Hodges K.V., Yuping L., Royden L.H., Changrong D., Jiene X. The southern Tibetan detachment system, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt // Geol. Soc. Am. Special Paper. 1992. 269. 1–41.
24. Burg J.P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M., Liu G.H. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China) // J. Struct. Geol. 1984. 6. 532–542.
25. Catlos E.J., Harrison T.M., Kohn M.J., Grove M., Ryerson F.J., Manning C.E., Upreti B.N. Geochronologic and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya // J. Geophys. Res. 2001. 106. 16177–16204.

26. *Cerveny P.F., Johnson N.M., Tahirkheli R.A.K., Bonis N.R.* Tectonic and geometric implications of Siwalik Group heavy minerals, Potwar Plateau, Pakistan // *Tectonics of Western Himalayas / Malinconico L.L., Lillie R.J., eds. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1989. 232. 129–136.
27. *Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N.* A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. 132. 225–232.
28. *Clift P.D., Shimizu N., Layne G., Gaedicke C., Schluter H.-U., Clark M., Amjad S.* Fifty-five million years of Tibetan evolution recorded in the Indus fan // *EOS*. 2000. 81. 278–281.
29. *Dahlen F.A.* Critical taper model of fold-thrust belts and accretionary wedges // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1990. 18. 55–99.
30. *Dahlen F.A., Suppe J.* Mechanics, growth and erosion of mountain belts // *Special Paper Geol. Soc. Am.* 1988. 218. 161–178.
31. *Davis D., Suppe J., Dahlen F.A.* Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges // *J. Geophys. Res.* 1983. 88. 1154–1172.
32. *Gardner J.S., Jones N.K.* Sediment transport and yield at the Raikot Glacier, Munga Parbat, Punjab Pakistan // *Himalaya to the Sea: geology, Geomorphology and the Quaternary / J.F. Shroder Jr., ed. London: Routledge*, 1993. 184–197.
33. *Garver J.L., Brandon M.T.* Erosional denudation of the British Columbia Coast Ranges as determined from fission-track ages of detrital zircon from Tofino basin, Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. 106. 1398–1412.
34. *Grasemann B., Fritz H., Vannay J.C.* Quantitative kinematics flow analysis from the MCT zone (NW Himalaya–India): implications for decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges // *J. Struc. Geol.* 1999. 21. 837–853.
35. *Grujic D., Casey M., Davidson M., Hollister L.S., Kundig R., Pavlis T., Schmid S.* Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan // *Tectonophysics*. 1996. 260. 21–43.
36. *Guillot S., Allemand P.* Two-dimensional thermal modelling of the early tectonometamorphic evolution in central Himalaya // *J. Geodynamics*. 2002. 34. 77–98.
37. *Guillot S., Cosca M., Allemand P., Le Fort P.* Contrasting metamorphic and geochronological evolution along the Himalayan belt // *Eds. Macfarlane A., Sorkhabi R.B., Quade J. // Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops. Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 1999. 328. 117–128.
38. *Guillot S., de Sigoyer J., Lardeaux J.M., Mascle G.* Eclogitic metasediments from the Tso Moriri area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India–Asia convergence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. 128. 197–212.
39. *Hallet B., Hunter L., Bogen J.* Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications // *Global Planetary Change*. 1996. 12. 213–235.
40. *Harrison T.M., Ryerson F.J., Le Fort P., Yin A., Lovera O.M., Catlos E.J.* A late Miocene–Pliocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. 146. E1–E8.
41. *Hodges K.V.* Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives // *Geol. Soc. Am.* 2000. 112. 324–350.
42. *Hovius N., Stark C.P., Allen P.A.* Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // *Geology*. 1997. 25. 231–234.
43. *Hubbard M.S., Royden L., Hodges K.* Constraints on unroofing rates in the High Himalaya, Eastern Nepal // *Tectonics*. 1991. 10. 287–298.
44. *Lallemand S.E., Schnurle P., Malavieille J.* Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion // *J. Geophys. Res.* 1994. 99. B6. 12033–12055.
45. *Lavé J., Avouac J.-P.* Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal // *J. Geophys. Res.* 2000. 105. 5735–5770.
46. *Malavieille J.* Modelisation experimentale des chevauchements imbriques: Application aux chaines de montagnes // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1984. 26. 129–138.
47. *Meigs A.J., Burbank D.W., Beck R.A.* Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the main boundary thrust in the western Himalaya // *Geology*. 1995. 23 (5). 423–426.
48. *Molnar P.* Structure and tectonics of the Himalaya // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1984. 12. 489–518.
49. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanckuk A.I., Stone D.B., Scortese C.R., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *Prof. Paper 1626. USGS*. 2001. 122 p.
50. *Orange D.L., Geddes D., Moore J.* Structural and fluid evolution of a young accretionary complex: The Hoh rock assemblage of the western Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. 105. 1053–1075.
51. *Parrish R.P., Hodges K.V.* Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1996. 108. 904–911.
52. *Robinson D.M., DeCelles P.G., Patchett P.J., Garzione C.N.* The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotope // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 2001. 192. 507–521.
53. *Tabor R.W., Cady W.H.* Geologic map of the Olympic Peninsula // *U.S. Geol. Survey Map. I-994. Scale 1 : 125000*. 1978.
54. *Tippett J.M., Kamp P.J.J.* Quantitative relationship between uplift and relief parameters for the Southern Alps, New Zealand, as determined by fission track analysis // *Earth Surface Processes and landforms*. 1995. 20. 153–175.
55. *Vannay J.C., Hodges K.V.* Tectonometamorphic evolution of the Himalayan metamorphic core between the Annapurna and Dhaulagiri, central Nepal // *J. Metam. Geol.* 1996. 14. 635–656.
56. *von Huene R., Scholl D.* Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.* 1991. 29. 279–316.

57. Wells R.E., Engebretson D.C., Snively P.D. Jr., Coe R.S. Cenozoic plate motions and the volcanic-tectonic evolution of western Oregon and Washington // *Tectonics*. 1984. 3. 275–294.
58. Willett S.D. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts // *J. Geophys. Res.* 1999. 104. 28957–28981.
59. Willett S.D., Brandon M.T. On steady states in mountain belts // *Geology*. 2002. 30. 175–178.
60. Windley B.F. The Himalaya // *Geology Today*. 1985. 1. 169–173.
61. Zeitler P.K., Meltzer A.S., Koons P.O., Craw D., Hallet B., Chamberlain C.P., Kidd W.S.F., Park S.K., Seeber L., Bishop M., Shroder J. Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism // *Geological Society of America Today*. 2001. 11. 4–9.
62. Zhao W., Nelson K.D., Team P.I. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet // *Nature*. 1993. 366. 557–559.

Рецензенты: А.Л. Книппер, М.А. Гончаров

## Accretionary Orogens: Erosion and Exhumation

E. A. Konstantinovskaya<sup>1</sup> and J. Malavieille<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: elenak@ginras.ru*

<sup>2</sup>*Laboratory of Dynamycs of the Lithosphere, Montpellier-2 University, Montpellier, France*

**Abstract**—The effect of surface erosion upon the structural evolution of accretionary wedges was studied with reference to the Himalaya and the Olympic Mountains, Washington and simulated by experimental models. It was established that erosion is a necessary condition for exhumation in accretionary orogens. Under condition of erosion, dome-shaped structures are formed in the wedge models, and the material of the lower layers of the wedge is exhumed on the surface. The geometry of faults that controls the raising of material to the surface, as well as the localization of maximum uplift and exhumation is different for accretionary wedges with high and low values of basal friction. The nature of material transfer through accretionary wedge and the location of maximum uplift and exhumation in the wedge depend on slope of erosion surface. Investigation of the structure, evolution, and the material transfer in laboratory models of accretionary wedges subject to erosion makes it possible to clarify the effect of erosion on structure formation, direction and rate of exhumation in accretionary orogens.